

Самородное золото и ассоциирующие минералы рассеянной минерализации лейкогранитов Дукатского рудного поля – индикаторы условий генерации магматогенных золотоносных флюидов

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В.

Аннотация

Данные о нахождении дисперсного золота и ассоциирующих минералов вкрапленной рассеянной минерализации лейкогранитов, контролирующей позицию эпитермального AuAg месторождения Дукат, отражают возможности образования и захоронения малых порций золотоносных пересыщенных флюидов в гипабиссальных магматических телах. Пониженные относительно серебра концентрации золота в рудах месторождения с высокими (350–550) Ag/Au объясняются ограниченным развитием золотоносных окисленных фракций магматогенных флюидов. Эти ограничения определяются активным взаимодействием позднемагматических порций флюидов с веществом вмещающей угленосной вулканогенно-осадочной толщи, формированием обстановки, благоприятной для концентрации, миграции и отложения соединений марганца, серебра и цветных металлов.

Ключевые слова:

дисперсное золото, микрочастицы, тонкие минеральные смеси, рассеянная минерализация, флюидный расплав, лейкократовые субвулканические тела, комплексы магматических

УДК 549.02: 553,241: 553.065

**ДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО, АССОЦИИРУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ
РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЛЕЙКОГРАНИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО
ПОЛЯ – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ МАГМАТОГЕННЫХ
ЗОЛОТОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ**

Л. Г. Филимонова, Н. В. Трубкин

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН. 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия.*

Данные о нахождении, дисперсного золота и ассоциирующих минералов вкрапленной рассеянной минерализации лейкогранитов, контролирующей позицию эпитермального AuAg месторождения Дукат, отражают возможности образования и захоронения малых порций золотоносных пересыщенных флюидов в гипабиссальных магматических телах. Пониженные относительно серебра концентрации золота в рудах месторождения с высокими (350–550) Ag/Au объясняются ограниченным развитием золотоносных окисленных фракций магматогенных флюидов. Эти ограничения определяются активным взаимодействием позднемагматических порций флюидов с веществом вмещающей угленосной вулканогенно-осадочной толщи, формированием обстановки, благоприятной для концентрации, миграции и отложения соединений марганца,

серебра и цветных металлов.

Ключевые слова: дисперсное золото, микрочастицы, тонкие минеральные смеси, рассеянная минерализация, флюидный расплав, лейкократовые субвулканические тела, комплексы магматических, позднемагматических минералов.

ВВЕДЕНИЕ

Самородное золото является главной формой нахождения благородного металла в рудах разнообразного происхождения. Уровни концентрации химически инертного благородного металлах в рудах превышают средние содержания в породах земной коры в сотни тысяч раз и предполагают длительные сложные пути его миграции и последовательной концентрации. Исследования состава и свойств самородного золота, ассоциирующих минералов рудных тел показали, что они отражают особенности геологической обстановки минералообразующих процессов, формационной

принадлежности золотоносной минерализации и помогают раскрыть взаимоотношения рудообразующих процессов с предшествующими процессами метаморфизма и магматизма [Волков и др., 2008; Гамянин и др., 2000; Николаева и др., 2008; Новгородова, 1983; Петровская, 1973; Шило и др. 1988]. В связи с тем, что данные о самородном золоте магматических пород весьма ограничены, решение проблем генетической связи золоторудной минерализации и гранитоидов обычно сводится к исследованиям пространственно-временной сопряженности магматических и рудных образований.

Дисперсное золото обнаружено нами среди рассеянной минерализации лейкократовых субвулканических тел, ассоциирующих в Дукатском рудном поле с одноименным эпитегрмальным AuAg месторождением. Проведенные ранее минералогическими и изотопными исследованиями рассеянной минерализации и вмещающих лейкократовых пород показали принадлежность разнообразных минеральных парагенезисов продуктам кристаллизации малых порций неоднородных флюидных расплавов и больших объемов кислых магм, составлявших флюидно-магматические колонны, образованные в единой глубинной области [Филимонова и др. 2012; 2014]. Представленные в статье данные о размещении дисперсного золота среди минералов рассеянной минерализации позволяют обсудить вопросы, касающиеся условий выделения малых порций золотоносных флюидов в процессах становления гипабиссальных интрузивных тел, и возможности участия их вещества в формировании рудообразующих растворов эпитегрмального AuAg месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Геологическое строение. Дукатское рудное поле с одноименным AuAg месторождением, в котором запасы серебра в сотни раз превышают запасы золота (соответственно около 17 000 и 40 т), расположено на Северо-Востоке России (фиг. 1 а) в области древнего субмеридионального Балыгычан-Сугойского рифтогенного грабена. Последний пересекает мезозойский Вилигинский террейн и надсубдукционные вулканоплутонические пояса: островодужный юрско-раннемеловой Удско-Мургальский и краевой позднемеловой–палеогеновый Охотско-Чукотский [Геодинамика, магматизм..., 2006]. Площадь рудного поля маркируется интрузивно-купольным поднятием, фиксирующим область пересечения нарушений глубинных разломов: Омсукчанского субмеридионального и Буюндино-Гижигинского субширотного. Аномальные черты геологического строения рудного поля, как и всего рифтогенного грабена в целом, отражены «сейсмической прозрачностью» области сочленения нижней коры и

поверхности Мохо, указывающей на процессы взаимодействия нижней коры и мантии [Структура и строение земной коры... 2007], выходами на поверхность диапиров роговообманковых перидотитов, аномальными мощностями неоднородной угленосной вулканогенно-осадочной толщи с силами базальтоидов и риолитов повышенной калиевой щелочности.

На поверхности рудного поля преобладают раннемеловые стратифицированные вулканогенно-осадочные толщи [Константинов и др., 1998; Кузнецов, Ливач, 2005]. Они с несогласием перекрывают смятые в складки миогеосинклинальные позднепалеозойско-мезозойские терригенные толщи верхоянского комплекса, обнаженные севернее на территории Яно-Колымской складчатой системы. Толщи раннемеловых ультракалиевых риолитов, игнимбритов аскольдинской свиты составляют основание стратифицированной толщи и преобладают в южной части рудного поля. На поверхности северной части обнажены верхние пачки вулканогенно-осадочной толщи из угленосных алевролитов, аргиллитов, песчаников, базальтоидов. На флангах рудного поля раннемеловые отложения перекрыты межформационным горизонтом конгломератов, позднемеловыми вулканогенно-осадочными толщами андезитов, риодацитов и риолитов каховской, шороховской свит.

Вулканогенно-осадочная толща прорвана круто падающими крупнопорфировыми лейкогранитами, сопряженными пластовыми телами флюидалных, афировых риолитов, более редкими телами диоритовых порфиритов, габброидов, линейными, дугообразными дайками, опоясывающими купольную структуру с севера, востока и запада. Кровля многофазовой интрузии вскрыта скважинами на глубинах 960–1320 м (фиг. 1 б). U-Rb возраст циркона крупнопорфировых лейкогранитов повышенной калиевой щелочности, фиксирующих центр купольной структуры (обр. 45) составляет 130–134 млн. лет [Петров и др., 2006], соответствует возрасту стратифицированных калиевых риолитов и указывает на принадлежность субвулканического тела раннемеловому надсубдукционному островодужному Удско-Мургальскому вулканоплутоническому комплексу [Геодинамика, магматизм..., 2006]. Rb-Sr возраста крупнопорфировых K-Na лейкогранитов, сопряженных риолитов (обр. 20, 9, 53, 4, 53) и глубинных порфировидных K-Na лейкогранитов (обр. 93) составляют соответственно 84 ± 4 и 78–82 млн. лет и соответствуют возрасту стратифицированных толщ K-Na риодацитов шороховской свиты [Константинов и др., 1998; Чернышев и др., 2005]. Rb-Sr возраст адуляров пластовых тел калиевых риолитов северо-западного фланга рудного поля (обр. 7, 12, 74) составляет 85 ± 1 млн лет [Филимонова, Чугаев, 2006]. Все эти возраста соответствуют периоду становления краевого Охотско-Чукотского вулканического пояса и показывают, то, что формирование

поздне меловых лейкократовых субвулканических тел рудного поля было связано не только с развитием зоны субдукции на окраине континента, но с продолжением активности магматических очагов, возникших в раннем мелу при развитии Удско-Мургальской островной дуги. Два возрастных интервала становления субвулканических тел близки интервалам проявления гранитоидного магматизма и связанного с ним золото-редкометального оруденения (115–125 и 70–80 млн. лет) в мезозойских складчатых структурах Северо-Востока России [Горячев, 1998].

Наиболее поздний период (65–70 млн. лет назад) эндогенной активности рудоносной территории зафиксирован дайками субщелочных базальтов, пересекающих все известные магматические и гидротермальные образования. Данные о минеральном и химическом составе базальтоидов позволили отнести меланократовые породы палеогеновых даек, стратифицированных толщ, силлов, субвулканических тел единому комплексу монцогранитоидов [Кравцова и др., 2005].

Рудная минерализация рудного поля. Концентрации золота, серебра, цветных металлов Дукатского рудного поля образуют уникальные по содержанию серебра, рядовые по содержанию золота руды месторождения Дукат и рассеянную минерализацию, проявленную в породах окolorудных метасоматитов, зон повышенной трещиноватости, субвулканических тел.

На месторождении выделены два типа продуктивных рудных тел: кварц-хлорит-адуляровые и кварц-родонитовые [Раевская и др., 1977; Сидоров и др., 1989; Константинов и др., 1998; Савва и др., 2006 и др.]. Большая их часть располагается в субвулканических афировых, флюидальных калиевых риолитах, залегающих среди пачек углистых пород вулканогенно-осадочной толщи (рис. 1 а, б). Полосчатые кварц-хлорит-адуляровые рудные тела (зона I и др.) образованы кварцем, адуляром, железистым хлоритом, нитевидными полосами из самородного серебра, акантита, кюстелита, сереброносных сульфосолей. Кокардовые, полосчатые, брекчиево-кокардовые кварц-родонитовые рудные тела (зоны 8, 15, 13, 16, 32) относительно обогащены сульфидами Pb, Zn, Fe, минералами кальция и марганца (родонит, родохрозит, манганокальцит, оксиды Mn, бустамит, спессартин-гроссуляровый гранат). Rb-Sr и Ar-Ar возраста жильных минералов рудных тел (83–90 и 70–78 млн. лет соответственно) близки периодам становления пород субвулканических тел, обрамляющих рудоносный блок и глубинной многофазовой интрузии [Жуланова и др., 2007; Константинов и др., 1998; Петров и др., 2006]. Значения Ag/Au изменяются от 340 у адуляровых рудных тел до 550 у родонитовых. Средние содержания золота в рудах составляют около 1.2 г/т, а максимальные достигают 150 г/т. Золото обычно составляет золото-серебряные фазы размером 3–5 мкм или гетерофазные выделения, сложенные

микро- и наночастицами¹ [Сахарова и др., 1981; Константинов и др., 1998]. Среди микрочастиц преобладают зерна кюстелита с пробой 318-567. Редкое высокопробное золото концентрируется в колломорфных тонких минеральных смесях, в составе которых кроме Au и Ag установлены примеси Hg, Sb, Bi, Cu, Fe, Pb, Zn, Mn, Ca, Be. Уровни концентраций Au в сульфидах колеблются от 1 до 20 г/т. Более высокие концентрации Au, примеси Pt, Pd, Ru обнаружены в пиритах послепродуктивных минеральных комплексов [Петров и др. 2006].

В южной приподнятой части рудного поля продуктивные тела отсутствуют (рис. 1 б). Однако в обломках минерализованных флюидальных калиевых риолитов позднемеловых конгломерато-брекчий, обрамляющих купольную структуру, обнаружены адуляр-кварцевые и кварц-карбонат-полевошпатовые прожилки, которые относят к уничтоженным эрозией раннемеловым Au-Ag рудным телам [Раевская и др., 1977].

Результаты исследований газово-жидких включений минералов продуктивных рудных тел месторождения Дукат и минеральный состав гидротермально измененных вмещающих пород предполагают значительную глубину эрозионного среза рудоносного блока, достигающую 1000 м и более [Константинов и др., 1998; 2002].

Рассеянная минерализация рудного поля образована тонкими прожилковыми зонами, вкраплениями акцессорных рудных минералов в породах околорудных, региональных метасоматитов, околоинтрузивных роговиков, в ослабленных зонах повышенной трещиноватости [Варгунина, 1989; Колесников, 1985; Константинов и др., 1998; Кравцова, 2010; Шило и др., 1992]. Новообразованные минералы околорудных средне- и низкотемпературных пропилитов содержат зерна пирита, галенита, сфалерита. Среди минеральных парагенезисов грейзенизированных пород и роговиков обнаружены зерна апатита, циркона, флюорита, арсенопирита, халькопирита, пирротина, касситерита, шеелита. Новообразованные минералы околорудных средне- и низкотемпературных пропилитов содержат зерна пирита, галенита, сфалерита.

Данные о составе и размещении минералов вкрапленной и прожилково-вкрапленной рассеянной минерализации лейкократовых субвулканических тел (Филимонова и др., 2012; 2014) показали, что их парагенетические минеральные ассоциации подобны тем, которые развиваются в областях современных и древних

¹ К наночастицам относят индивиды, размером 0.1–100 нм, иногда до 1 мкм, отделенные от окружающего пространства сложной поверхностью раздела, обладающие избыточной поверхностной энергией и образующие тонкодисперсные (коллоидные) системы. К микрочастицам относят зерна минералов размером 1–10 мкм, иногда до 50 мкм, проявляющие как химические, так и связанные с поверхностной энергией свойства и составляющие дисперсные и грубодисперсные системы. В природе частицы тонкодисперсных и грубодисперсных систем составляют тонкие минеральные смеси [Юшкин и др., 2005]. Исследование свойств таких смесей только начинается и классификация пока не существует.

магматогенно-гидротермальных систем, удаленных от палеоповерхности на 700–1500 м [Метасоматизм и метасоматические породы, 1998; Reyes, 1990]. В предлагаемой статье приводятся первые данные о нахождении дисперсного золота среди минералов рассеянной минерализации и особенностях состава ассоциирующих минералов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследований рассеянной минерализации субвулканических пород Дукатского рудного поля использованы сотни штучных образцов и 9 объемных проб пород (около 10 кг), отобранных авторами из кернов пробуренных скважин и естественных обнажений, вскрытых в рудном поле скважинами, многочисленными канавами и бульдозерными зачистками. Минералы и минеральные агрегаты извлечены из штучных образцов и шлихов, полученных после дробления пород и разделения дробленого материала по удельному весу, магнитности и электромагнитности. Изучение образцов проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610LV (JEOL), оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром (Oxford Instruments Analytical) с программным обеспечением Oxford AZtec. В связи с тем, что изготовление полированных шлифов из образцов богатых малоразмерными частицами обычно сопровождается либо полной потерей последних, либо искажением естественных соотношений минералов, основное внимание уделено исследованию естественной поверхности полиминеральных образований. Это позволило получить изображения сростаний дисперсного золота размером <30 мкм с нерудными минералами, данные элементного состава областей взаимодействия пучка электронов и золотоносных комплексов минералов (спектров), энергодисперсионные спектры (ЭДС) с пиками химических элементов – основных компонентов областей возбуждения.

Химический состав минералов определялся упомянутыми методами сканирующей электронной микроскопии и на электронно-зондовом микроанализаторе JXA–8200 фирмы JEOL. Химический состав пород определен в химической лаборатории ИГЕМ РАН и методом рентгено-флуоресцентной спектрометрии на спектрометре последовательного действия Philips PW 2400.

Валовые концентрации золота, серебра определялись методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В. А. Сычкова). Подготовка образцов к измерениям включала в себя следующие последовательные этапы: кислотное разложение, сплавление нерастворимого остатка с пероксидом натрия, концентрирование металла на комплексообразующем сорбенте «полиоргс-4» и перевод концентрата в раствор. Измерения концентраций

благородных металлов проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II. Погрешность анализа составляет 1–3 отн.%, чувствительность – 0.01 г/т.

ДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО, АССОЦИИРУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Дисперсные золотоносные частицы размером <30 мкм обнаружены среди тонких минеральных смесей вкрапленной малосульфидной и сульфидной рассеянной минерализации порфировых и порфировидных субвулканических пород. Их ранняя генерация размещается в интерстициях магматических минералов, а поздняя в псевдоморфозах, развитых по последним. Перечни минералов золотоносных тонких смесей изменяются в зависимости от состава вмещающих пород и магматических, позднемагматических минералов рассеянной минерализации..

Особенности строения и состава субвулканических пород. Крупнопорфировые, порфировидные лейкограниты слагают внутренние зоны овальных круто падающих субвулканических тел, дугообразное тело, обрамляющее с востока купольное поднятие, и поздние фазы глубинной интрузии. Они содержат около 30–40 % вкрапленников округлого кварца, таблитчатых полевых шпатов размером до 2–3 см. Раннемеловые породы штока, фиксирующего центр купольного поднятия (обр. 45), отличаются высокой долей таблитчатого микроклина. Позднемеловые породы глубинной интрузии (обр. 93) и субвулканических тел, обрамляющих рудоносный блок, (обр. 20, 53, 25) обогащены олигоклазом с малой долей кальциевого компонента. Чешуйки биотита размером до 2 мм, рассеянные среди кварц-полевошпатовой афировой, микропойкилитовой, микросферолитовой основной массы порфировых пород, составляют около 2–3% массы пород. Строение пород осложняется редкими гнездообразными, овальными, фестончатыми, четко ограниченными меланократовыми включениями размером <0.5 см (рис. 2). Они располагаются среди тонкозернистой основной массы гранитоидов, редко образуют включения полевошпатовых вкрапленников и составляют не более 2% массы пород. Внутреннее строение включений, составляющих рассеянную вкрапленную минерализацию, отличается от строения вмещающих крупнопорфировых пород импликационными структурами, взаимными срастаниями алюмосиликатов, сульфидов, сульфатов, циркона, апатита, других минералов, обилием микро- наночастиц цветных, благородных металлов (Филимонова и др. 2012). Позднемагматические изменения не нарушают внутреннего строения крупнопорфировых пород. Они прослеживаются

локальным образованием слюд и карбонатов по вкрапленникам полевых шпатов, превращением чешуек биотита в псевдоморфозы из железистого хлорита и минералов TiO_2 , развитием смешанно-слоистых минералов, углеродистого вещества, других соединений по минералам рассеянной минерализации.

Флюидалные и афировые риолиты, составляющие внешние зоны круто падающих тел (обр. 29, 4, 9, 49, 7, 12, 91) и сопряженные пластовые образования, характеризуются флюидалной структурой, выраженной чередованием тонких волнообразных преимущественно кварцевых или кварц-полевошпатовых слоев мощностью до 2–3 мм. Их строение осложнено линзовидными полостями, выполненными призматическим кварцем, другими мелкими минералами, составляющими прожилково-вкрапленную рассеянную минерализацию. Последняя образована кварц-хлорит-полевошпатовыми и кварц-хлорит-карбонат-эпидотовыми парагенезисами, относительно обогащенными соединениями Mn, Pb, Zn, Cu, микро- и наночастицами самородного серебра, акантита (Филимонова и др., 2014).

Крупнопорфировые лейкократовые гранитоиды и флюидалные риолиты характеризуются некоторыми общими чертами химического состава (табл. 1). Все они принадлежат кислым и ультракислым породам повышенной щелочности с пониженными концентрациями оксидов Fe, Ca, Mg. Величины Na_2O+K_2O изменяются от 6.4 до 8.7 мас. %. Позднемеловые породы, обрамляющие рудоносный блок и составляющие поздние фазы глубинной интрузии (обр. 25, 4, 93), отличаются пониженными значениями K_2O/Na_2O (0.94–1.67) и максимальными концентрациями CaO (до 1.2 мас. %). Длительно развивающаяся серия пород повышенной калиевой щелочности (обр. 45, 29, 7) характеризуется минимальными концентрациями CaO (0.03 – 0.1 мас. %). Значения K_2O/Na_2O у крупнопорфировых разностей возрастают до 2.7, а у флюидалных калиевых риолитов достигают 37.6. В последнюю группу пород попадают и флюидалные калиевые риолиты пластовых тел безрудных площадей (обр. 3).

Присутствие в минеральном составе исследованных гранитоидов рудного поля пироксенов, плагиоклаза наряду со щелочными полевыми шпатами, биотитом, повышенная калиевая щелочность, высокие значения Ba/Rb, K/Rb при низких концентрациях Li, Rb, показывают их принадлежность к выделенной Л. В. Таусоном группе латитового ряда, ассоциирующей с различными типами рудной минерализации (Таусон, 1977).

Концентрации Au пород с вкрапленной минерализацией (22–41 мг/т) превышают на порядок кларковые уровни (табл. 1). Уровни Ag/Au (21–52) близки последним. Такие концентрации золота соответствуют содержаниям Au (25 мг/т) пород слабоконтрастных

геохимических ореолов на месторождении Дукат [Кравцова, 2010], лейкогранитов некоторых массивов Верхоянско-Колымской складчатой области (Трунилина и др, 2003) и понижены относительно концентраций Au (до 150 мг/т) пород околорудных изменений Дукатского рудного поля [Варгунина, 1989], минерализованных терригенных толщ Верхоянского комплекса (от 150 мг/т до 2.8 г/т), вмещающих в Западном Верхоянье Au-Ag и Ag-Pb минерализацию [Костин, Денисов, 2007]. Флюидалные риолиты внешних зон круто падающих субвулканических тел (обр. 29) и пластовых образований (обр. 4, 7) характеризуются пониженными (<20 мг/т) содержаниями Au, высокими (до 111) значениями Ag/Au. Такие уровни концентраций Au, значений Ag/Au близки тем, которые установлены для составов флюидалных риолитов безрудных территорий, некоторым гранитоидам исследуемого рудного поля, рудоносных площадей Яно-Колымской складчатой системы [Колесников, 1985; Колесников, 2002; Кравцова, 2010; Розин, Захаров и др., 2002; Соболев, 1989; Трунилина и др., 2003].

Особенности размещения дисперсного золота в рассеянной минерализации субвулканических пород и состав ассоциирующих минералов. Золотоносные микрочастицы размером до 30 мкм обнаружены среди эгирин-баритовых и клинопироксен-пиритовых парагенезисов вкрапленной малосульфидной и сульфидной рассеянной минерализации. На фото в отраженных электронах (рис. 3 – 6) они выделяются светлой окраской на сером и темно-сером фоне, характером для алюмосиликатов, оксидов, сульфидов. Присутствие золота в микрочастицах отражено пиками золота ЭДС, отвечающих составам спектров, сфокусированных на них, и концентрациями золота в составах спектров, нормированных на 100% (табл. 2).

Ранние генерации золотоносных микрочастиц размером <10 мкм располагаются в тонких минеральных смесях интерстиций магматических минералов (рис. 3, 4). Угловатые, бесформенные золотоносные частицы малосульфидной минерализации располагаются в интерстициях эгирин-авгитовых двойников (рис. 3 а), образующих взаимные сростания с биотитом, баритом (рис. 3 б). Другие компоненты тонких смесей представлены частицами близкими составу барита, альбита, калиевого полевого шпата, а также фазами, обогащенными редкоземельными элементами и фтором. Одни из последних близки составу флюоцерита, содержащего F и (Ce+La+Nd) до 33.9 и 13.2 ат. % соответственно, а другие – иттриевого алланита, содержащего Y, La, Ce, Nd до 11.0; 1.6; 5.3; 7.5 ат. % соответственно. Эгирин двойниковых сростаний не содержит элементов-примесей (табл. 3). Субкальциевый эгирин-авгит включает до 26 и 17 мол. % эгиринового и волластонитового компонентов соответственно, содержит TiO₂ и NiO (2.45 и 0.36 мас. % соответственно). ЭДС, сфокусированный на золотине размером <5 мкм, сростающейся с эгирином (рис. 3

в), содержит интенсивные пики Au, Ni и более слабые – Fe, Si, Na (рис. 3 д). Судя по составу эгирина, появление пиков Fe, Si и Na можно связать с составом последнего, а пики Ni могут относиться к составу тонких минеральных смесей. В ЭДС, сфокусированном на золотине, расположенной на поверхности Fe-Mg клинопироксена (рис. 3 г), пики Au сопровождаются пиками Fe и Ni, слабо выраженными – Si, Ca, K и Cl (рис. 3 е). Появление пиков Fe, Si, Ca в данном случае можно отнести к составу клинопироксена, окружающего золотоносную частицу. В приблизительном составе двух спектров, представленном в табл. 2 (Сп. 1 и 2), доля Au составляет всего около 13–16 ат. %. Эти низкие величины, по всей вероятности, определяются малой долей золотоносных фаз в объеме областей возбуждения.

Удлиненные, лентообразные с зубчатыми краями, бесформенные золотоносные частицы сульфидной рассеянной минерализации располагаются в тонких минеральных смесях интерстиций клинопироксенов, пирита, пирротина и срastaются с хорошо оформленными зернами апатита, циркона, пентландита размером до 50 мкм (рис. 4 а, б). Железо-магнезиальные субкальциевые авгиты, содержат до 8 мол. % эгиринового компонента и примеси CuO, ZnO, NiO (табл. 3). Пентландит содержит примеси Co до 2.9 ат. % (табл. 4). Пириты содержат примеси As, Co (1.4–1.8 ат. %); Sb, Cu (до 0.06 ат. %). Взаимные срastания пирротинов и клинопироксенов, содержат многометалльные включения с частицами близкими Pb-стестаиту с примесями As, Bi, Cd, Zn, Cu, Ni, S [Филимонова и др., 2012]. В составе апатита установлены примеси F и Cl (7.1 и 0.2 мас % соответственно). ЭДС, сфокусированный на золотине размером <10 мкм, срastающейся с клинопироксеном (рис. 4 а), содержит интенсивные пики Ni, Au, Fe (рис. 4 в). ЭДС, отвечающий составу участка срastаний апатита и золотоносных частиц (рис. 4 б), дополнительно включает пики P, Pt (рис 4 г), В составе катионов спектра преобладают Au, Fe, Ni, сопровождаемые пониженными концентрациями Ag, Na, P (табл. 2; Сп. 4). Уровни концентрации Pt установить не удалось

Поздние генерации дисперсных золотоносных частиц размером до 30 мкм располагаются псевдоморфозах, развитых по комплексам магматических минералов. Их концентрации установлены в участках, обогащенных щелочными полевыми шпатами и калиевыми слюдами. Области псевдоморфоз, относительно обогащенные углеродистым веществом, графитом или новообразованными сульфидами, богаты нано- и микрочастицами Ag, Pb, Sn, Bi, Cu, их оксидов и сульфидов [Филимонова и др. 2012].

Удлиненные, изогнутые золотоносные частицы малосульфидной минерализации составляют гирлянды, маркирующие контакты комковатых чешуек калиевых слюд и срastаний Fe-хлорита, Fe-Ti оксидов (рис. 5 а, б). Гематит содержит примеси оксидов Ti,

Cr, Ni (соответственно 1.7; 1.1; 0.5 мас. %). Марганцевый ильменит содержит до 6.5 % пиррофанитового компонента. Минералы TiO_2 представлены анатазом, рутилом и брукитом и содержат примеси оксидов Fe, Nb (соответственно до 2 и 0.5 мас. %). Химический состав железистых К-слюдов соответствует составу разновидностей ряда мусковит-фенгит (табл. 5). Хлориты представлены высокожелезистыми разновидностями (табл. 6). ЭДС, сфокусированные на золотоносные частицы, содержат интенсивные пики Au (рис. 5 в, г). При этом спектр 5, сфокусированный на неоднородную по окраске светло-серую частицу включает пики Al, Si, K, Ti, Fe, Ni, которые могут отражать участие в анализируемой области вещества окружающих минералов. Исключение составляют Au и Ni, которые вероятнее всего принадлежат компонентам магматогенного флюида. В составе спектра 5 ведущая роль принадлежит Au (табл. 2). ЭДС, сфокусированный на более однородной частице размером около 10 мкм (рис. 5 г) отличается весьма слабым развитием пиков Ag, Fe, Al. Ее. Общий состав спектра при концентрациях Al и Fe около 2 ат. % близок высокопробному самородному золоту с содержанием серебра около 5 ат. % (Табл. 3; Сп. 6).

Размещение поздних золотоносных частиц сульфидной минерализации связано с позициями реликтовых окисленных зерен сульфидов (рис. 6 а–д). Золотины размером около 3 мкм развиваются в трещинах окисленных сульфидов и в зонах контактов последних с другими минералами. Удлиненные частицы составляют веерообразные агрегаты, крепящиеся своим единым основанием на ребрах гематита, развитого по пириту (рис. 6 б). ЭДС, сфокусированные на эти малоразмерные частицы, содержат интенсивные пики Au, Fe при слабо выраженных пиках Al (спектр 7, рис. 6 к). Состав спектра (табл. 2) включает Au и Fe (до 24 и 41 ат. % соответственно), незначительные примеси Ag, Si, Al. Состав спектра 8 (табл. 2), сфокусированного на срастания изогнутых золотоносных частиц с зернами, близкими составу К-Na полевых шпатов, пирита (рис. 6 в, г) сходен с составом спектра 7 и отличается присутствием Ni и Cu (соответственно до 8 и 2 ат.%), слабым ростом концентраций Si, Al. Максимальные концентрации Fe в двух спектрах, примеси Ni, Cu, могут быть связаны с участием в составе области возбуждения вещества окисленных сульфидов. Появление Si, Al, при высоких концентрациях Ni и Au – с составом компонентов позднемагматических жидкостей. Более крупные удлиненные, когте- и веерообразные микрочастицы размером до 30 мкм составляют гирлянды участков тонких минеральных смесей, прилегающих к зернам окисленных сульфидов и обогащенных щелочными полевыми шпатами, Fe-хлоритом, калиевыми слюдами ряда фенгит-мусковит. (рис. 6 д-ж). Эти участки отделяются от внутренних слабо окисленных зон сульфидов областями практически лишенными щелочных и щелочноземельных

элементов с точечными концентрациями Ni и Cu. Калиевые слюды и Fe-хлориты золотоносных участков псевдоморфоз отличается от состава аналогов малосульфидных парагенезисов. Первые отличаются присутствием MgO, повышенными концентрациями Fe₂O₃ (табл. 5), а вторые - снижением $Al^{VI}/Al^{VI}+Fe+Mg$ от 0.3 до 0.2 при возрастании содержаний FeO и MgO (табл. 6). Среди катионов спектров (Сп. 9 – 11; табл. 2), сфокусированных на золотилах (рис 6 е – з) преобладают Au, Fe, Ni (соответственно до 58, 30 и 34 ат. %). При этом в составе спектров золотоносных участков, прилегающих к зернам окисленного пирита (рис. 6 е) концентрации Fe превышают содержания Ni (Сп. 9, табл. 2); а облик ЭДС близок аналогу, полученному от частиц, заключенных в трещинах зерен (рис 6 к). В составе спектров золотоносных участков, прилегающих к окисленным зернам пентландита (рис. 6 ж) наблюдаются противоположные тенденции (Сп. 10, табл. 2). Последние отражены в обликах ЭДС (рис. 6 к, 6 л) и показывают большую роль вещества магматических сульфидов в формировании позднемагматических минералообразующих сред и концентрациях Fe, Ni в частицах тонких минеральных смесей. В составе некоторых спектров обнаружено до 6 ат. % Hg (Сп. 11, табл. 2) при высоких концентрациях Ni, Au, Ag (до 34, 58, 5 ат. % соответственно). Сочетания высоких концентраций Au, Ag и Hg в частицах (рис. 6 з) отражены в облике ЭДС (рис. 6 м). Составы спектров, сфокусированных на редких, однородно окрашенных золотилах размером до 30 мкм (рис. 6 и) ; табл. 2, Сп. 12) образованы Au и Ag при весьма низких (около 7 ат. %) суммарных концентрациях Fe, Si, Al. Низкие концентрации Ag (< 17 ат. %) позволяют относить состав частиц высокопробному золоту.

Чешуйки самородного золота размером 100–150 мкм обнаружены в тяжелой фракции шлихов лейкократовых гранитоидов повышенной калиевой щелочности. Хотя срастания частиц с другими минералами в шлихах не обнаружены, а физические свойства практически не изучены, полученные данные об их составе и внутреннем строении дают дополнительную информацию о самородном золоте кислых магматических пород. Чешуйки окрашены в светлые желтоватые тона и обладают матовой поверхностью. Микропористое внутреннее строение частиц, прослеженное на их полированной поверхности (рис. 7, врезка), по всей вероятности, способствует проявлению пластичных свойств и неровностей на полированной поверхности. Составы 15 спектров, полученных с полированной поверхности пяти чешуек, образованы концентрациями Au и Ag (табл. 2, Сп. 13). Закономерности изменения концентраций Ag по латерали не установлены. Вариации концентраций Ag (от <0.1 до 17.5 ат. %) в составе спектров при практическом отсутствии других элементов-примесей показывают принадлежность состава частиц высокопробному самородному золоту. В ЭДС, соответствующих участкам максимальных

концентраций золота, пики Ag практически не проявлены. (рис. 7 б). ЭДС, полученные от сереброносных участков, содержат слабо выраженные пики Ag (рис. 7 в).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДИСПЕРСНОГО ЗОЛОТА РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Золотоносные микрочастицы, размещенные в тонких минеральных смесях интерстиций магматических минералов и развитых по ним псевдоморфоз, представляют собою экзотические ассоциации рудных элементов, образованные в процессах кристаллизации замкнутых пересыщенных солевых и водно-солевых жидкостей, захороненных в замкнутых пространствах [Петровская, 1973; Новгородова, 1983]. Кристаллизация таких жидкостей происходит по единому механизму: гетерогенная нуклеация разнообразных центров – кристаллизация малоразмерных частиц – изменение химического состава пересыщенной среды – новая гетерогенная нуклеация и т. д. [Чухров, 1955; Юшкин и др. 2005]. Высокая неоднородность сред, колебательный характер эволюции их состава с переходом через ряд квазиравновесных состояний приводят к отложению в замкнутом пространстве разнообразных малоразмерных частиц с избыточной поверхностной энергией. Такие условия привели к образованию угловатых, изогнутых, крючковатых, зубчатых форм золотоносных микрочастиц, повторяющих контуры окружающих минералов.

Размещение ранних золотоносных тонких смесей в интерстициях зерен пироксенов, сульфидов, сульфатов отражает образование пересыщенных жидкостей в период, завершающий магматическую стадию становления субвулканических тел. Размещение подобных смесей в псевдоморфозах, развитых по магматическим минералам, оказывает их образование в процессах взаимодействия магматических минералов с компонентами флюидов в позднемагматическую стадию становления субвулканических тел. Судя по широкому распространению в псевдоморфозах смешанно-слоистых минералов способных включить до 15% H₂O, позднемагматические происходили в условиях резкого возрастания активности воды [Burnham, 1997]. Кристаллизация слюд ряда фенгит-мусковит с высокими величинами Si⁺⁴ (от 6.46 до 6.55; табл. 5) могла происходить при возрастании флюидного давления в замкнутых пространствах до 4.5–6.5 кбар [Massonne, Schreyer, 1987; Камзолкин и др., 2013]. Высокие давления способствовали растворению летучих компонентов в позднемагматических жидкостях и расслоению последних [Рябчиков, 1985; Burnham, 1997; Giggenbach, 1997]. Образование водно-солевых фракций с переменной активностью кислорода, соединений углерода, серы сопровождалось проявлениями процессов межфазового обмена с перераспределением золота, серебра и цветных металлов согласно сродству их соединений указанным летучим

компонентам. Нахождение золотоносных микрочастиц поздней генерации в участках псевдоморфоз, обогащенных гематитом, отражает рост концентраций золота во фракциях с высокой активностью кислорода. При этом расположение микро- и наночастиц серебра, цветных металлов, их соединений в участках псевдоморфоз, обогащенных битумами, графитом, Ti-Fe-Mn оксидами или сульфидами, отражает большую роль восстановительной обстановки в областях их концентрации [Филимонова и др., 2012]. Возможность отложения металлоносных минеральных ассоциаций гранитоидов в сериях окислительно-восстановительных каталитических реакций с участием соединений водорода, углерода, серы прослежено по экспериментальным данным до температур около 500 °С при давлении до 3 кбар [Рябчиков, Новгородова, 1981; Рябчиков, 1985; Berndt et al 1996; Mc Collom, Bach, 2009].

Кристаллизация захороненных пересыщенных жидкостей с образованием золотоносных микрочастиц происходила после остывания субвулканических тел до 310–250 °С, соответствующих изменению значений Al^{IV} (от 1.92 до 2.34; табл. 6) позднемагматических Fe-хлоритов [Cathelineau, 1988].

Чешуйки высокопробного золота, обнаруженные в шлихах минерализованных пород, могли формироваться в процессах собирательной перекристаллизации неоднородной золотоносной среды в замкнутых условиях. Пористое внутреннее строение частиц можно связать с тем, что рост их размеров сопровождался сегрегацией элементов-примесей, образованием включений из соединений, оказавшихся нестабильными в последующих эпизодах остывания субвулканических тел.

Практическое отсутствие золотоносных минеральных парагенезисов в прожилково-вкрапленной минерализации пластовых тел флюидальных, афировых риолитов связывается с участием в потоках послемагматических флюидов опережающей волны высокотемпературных порций кислотных газов (Коржинский, 1957). Они способствовали росту призматического кварца, подкислению гидротермальных растворов, созданию условий, благоприятных для накопления в остаточных замкнутых порциях пересыщенных жидкостей соединений Mn, Ag, цветных металлов (Филимонова и др., 2012).

ОБ ИСТОЧНИКАХ ЗОЛОТА РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕГО УЧАСТИЯ В СОСТАВЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полученные данные о малоразмерных золотоносных частицах, ассоциирующих минералах тонких минеральных смесей двух генераций можно использовать в качестве

индикаторов состава и происхождения малых порций пересыщенных жидкостей, захороненных в породах субвулканических тел.

Участие в золотоносных тонких смесях ранней генерации никеленосных частиц, барита, щелочных полевых шпатов, F- Cl-содержащих редкоземельных минералов, апатита; циркона, отражает накопление некогерентных и летучих элементов пересыщенных жидкостей в процессах кристаллизационной дифференциации базитовых сульфидно-сульфатных расплавов повышенной щелочности. Замкнутые условия кристаллизации привели к отложению сростаний эгирина, Fe-Mg клинопироксенов сульфидов Fe, Cu, Ni, барита и обеспечили накопление в остаточных порциях экзотических ассоциаций Au с Ni, P3Э, Ba, Hg. Практическое отсутствие в золотоносных тонких смесях высоких концентраций серебра и цветных металлов, обладающих высоким сродством к сульфидной, сульфатной сере, следует связывать с образованием в потоках неоднородных флюидных расплавов, сопровождавших становление лейкократовых магматических тел, восстановленных порций [Маракушев, 1979]. Существование последних отражено составами многометалльных тонких смесей с наночастицами графита, битумов, муассанита, цветных металлов, их соединений с S, Sb, As, Bi, составляющих включения магматических минералов рассеянной минерализации [Филимонова и др., 2010 (2); 2012].

Согласно геологическому строению золотоносных территорий и результатам экспериментов субщелочные магмы, способные концентрировать золото, образуют тела гранитоидов золотоносных магматогенно-гидротермальных рудообразующих систем [Каваленкер, 2004; Пальянова, Колонин, 2007]. Распространение в лейкократовых породах исследованной территории сульфидной и малосульфидной рассеянной минерализации с никелевыми минералами позволяет связать накопление золота флюидных расплавов, с процессами силикатно-сульфидно-сульфатной несмесимости в области генерации магм и флюидов. Возможности концентрации Au в таких процессах показали экспериментальные данные и исследования, касающиеся строения платиноносных ультраосновных массивов [Mungall, Brenan, 2014; Ariskin, et al., 2016]. Хотя эти данные в первую очередь касаются процессов фракционирования платиноидов в процессах расслоения ультрабазитовых магм (при участии Au, Ni, Cu, Fe Ag), они предполагают возможность проявления процессов силикатно-сульфидно-сульфатной несмесимости в процессах частичного плавления неоднородного глубинного субстрата с образованием единых потоков больших объемов кислых магм, малых порций сульфидных, сульфатных флюидных расплавов.

Нахождение в рудах эпитепирмального месторождения Дукал колломорфных образований с высокопробным золотом и соединениями ртути; золотоносного пирита с

примесями Pt, Pd, Ru [Сахарова и др., 1981; Петров и др. 2006] дает основание полагать то, что золотоносные порции магматогенных флюидов, захороненные в субвулканических телах, могли принимать участие в формировании состава рудообразующих растворов. Это участие могло обеспечиваться значительной глубиной заложения региональных разломов, длительной эндогенной активностью рудоносной территории [Гончаров и др., 2006]. Многократная активизация пластических деформаций медленно остывающих субвулканических тел могла способствовать движению сильно сжатых захороненных пересыщенных жидкостей, их слиянию с образованием локальных металлоносных резервуаров. Развитие хрупких нарушений в остывающих субвулканических телах, сближенных с конвективной рудообразующей системой эпитегрмального месторождения, приводило к резкому снижению флюидного давления в захороненных резервуарах пересыщенных жидкостей, развитию взрывных явлений, вовлечению вещества последних в потоки гидротермальных флюидов. Различное агрегатное состояние вещества пересыщенных жидкостей предполагает перенос золота, как в форме комплексных соединений, так и в виде малоразмерных, коллоидных частиц или природного «пылевидного вещества», возможность которого на протяжении многих лет обсуждается отечественными и зарубежными исследователями [Чухров, 1955; Петровская, 1973; Saunders, Schoenly, 1995 и др.].

Нахождение барита в золотоносных минеральных парагенезисах рассеянной минерализации, в околорудных метасоматитах месторождения Дукаг при отсутствии литиевых слюд [Русинова, Русинов, 1986; Константинов и др., 1998; Савва и др., 2006], повышенные величины K/Rb (190 – 280) и Ba/Rb (2.5 – 7) минерализованных пород (табл. 1) связываются с принадлежностью источников вещества магматической и флюидно-гидротермальной деятельности единым областям, деплетированным с отношении редких щелочей. В противоположность им гранитоиды, грейзенизированные породы дифференцированных магматических комплексов отличаются пониженными в несколько раз значениями K/Rb и Ba/Rb, а комплексы минералов миаролловых пустот пегматоидов обогащены слюдами группы лепидолита [Таусон, 1977]. Участие вещества единого неоднородного субстрата в формировании кислых магматических расплавов, магматогенных и гидротермальных флюидов подтвердили данные изотопного состава Pb и Nd минералов рудных тел и магматических пород [Филимонова и др., 2014]. Было установлено, что узкие интервалы начальных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (от -3.4 до +2.2) разнообразных минералов соответствуют изотопному составу ювенильной палеозойской континентальной коры Центральной Азии, установленному В. И Коваленко и др. [Коваленко и др. 1999]. Pb-Pb изотопные данные для свинцов полевых шпатов, галенита,

пирита, самородного свинца и свинцовистого стистаита показали сложную историю эволюции изотопного состава свинцов в области их источников [Чернышев и др., 2005; Филимонова и др., 2014]. Расположение значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в интервале 15.500–15.625, соответствующем широкому интервалу величин μ_2 (9.4–9.74) и значительным вариациям модельного возраста свинцов, рассчитанным в соответствии с модельными построениями Стейси-Крамерса, показывают принадлежность свинцов рудных и нерудных минералов единой глубинной области с локальными вариациями отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Последние могли возникать в связи с неоднократными проявлениями процессов отделения Pb от U-Th систем. Минимальные значения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ расположенные в области кривой с μ_2 равной 9.4, близки показателям свинцов сульфидов Au-Bi месторождений Южно-Верхоянского синклиория и контролирующих их позиции гранитоидов [Чернышев и др., 2018]. Некоторое генетическое родство рудообразующих систем руд месторождения Дукат и золотоносной вкрапленной минерализации терригенных толщ Северо-Востока России отражено примесями Ni, Cu, Hg, платиноидов высокопробного золота, распространением в рудных полях даек и пластовых тел базальтоидов, которые отражают приближение к поверхности очагов базитовых магм в заключительные стадии развития рудоносных территорий [Волков и др. 2007; Гамянин и др., 2006; Горячев и др., 2006; Константинов и др., 1998; Сидоров и др. 1989; Шило и др., 1988].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о нахождении дисперсного золота в лейкогранитах, контролирующих позицию эпитермального AuAg месторождения Дукат, позволили рассмотреть условия накопления благородного металла в малых порциях остаточных флюидных расплавов, сопровождающих становление субвулканических тел и питающих рудообразующую систему. Ранние концентрации дисперсного золота в тонких минеральных смесях интерстиций магматических минералов малосульфидной и сульфидной рассеянной минерализации создаются в процессах флюидной и кристаллизационной дифференциации солевых базитовых расплавов с образованием, захоронением пересыщенных сульфатных и сульфидных жидкостей. Позднемагматические концентрации дисперсного золота псевдоморфоз, образованных по комплексам магматических минералов рассеянной минерализации, создаются в процессах расслоения замкнутых порций пересыщенных позднемагматических жидкостей в условиях высокого давления водного флюида и межфазового обмена фракций, отличающихся активностью кислорода и других летучих компонентов. Накопление золота контролируется высокой активностью кислорода и

щелочей в условиях гематит-магнетитового буфера. Фракции с углеродистым веществом, графитом, сульфидной серой обогащаются Mn, Ag, цветными металлами.

Проведенные ранее изотопно-геохимические исследования рассеянной минерализации лейкократовых пород и рудных тел Дукатского рудного поля согласуются с предположением о том, что вещество захороненных пересыщенных жидкостей субвулканических тел, могло вовлекаться в потоки рудообразующих флюидов конвективной эпитермальной системы при активизации хрупких деформаций областей глубинных нарушений.

Дальнейшие исследования условий локализации дисперсного золота, ассоциирующих минералов пород интрузивных тел Северо-Востока России позволят уточнить факторы, определяющие условия отделения малых порций золотоносных флюидов от солевых магм различного состава и совершенствовать критерии оценки потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении золотой минерализации различных формационных типов.

ЛИТЕРАТУРА

Варгунина Н. П. Поисковая минералого-геохимическая модель полиформационного золото-серебряного месторождения // Сов. Геология, 1989, № 3, с. 45 – 59.

Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров А. А. О плутоногенных месторождениях тонкодисперсного золота Северо-Востока России // ДАН СССР, 2007, т. 412 (1), с. 76 – 80.

Волков А. В., Егоров В. Н., Прокофьев В. Ю. и др., Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология руд. месторождений, 2008, т. 50 (4), с. 311 – 337.

Гамянин Г. Н., Гончаров В. И., Горячев Н. А. Критерии генетической связи золото-редкометального оруденения с гранитоидами // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики, т. 2, 2000, Магадан, Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, с. 121 – 131.

Гамянин Г. Н., Алпатов В. В., Бортников Н. С. и др. Месторождение Нежданкинское // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых, т. 3 (1). Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2006, с. 289 – 322.

Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России, 2 кн., под ред. А. И. Ханчука. Владивосток, Изд-во Дальнаука, 2006, 527 с.

Гончаров В. И., Горячев Н. А., Ващилов Ю. Я., Волоков А. В. Глубинное строение рудно-магматических систем и месторождений Северо-Востока России // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых, т. 3. (1). Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2006, с. 79–102.

Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан, Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 210 с.

Горячев Н. А., Сидоров В. А., Ворошин С. В. и др. Месторождение Наталкинское // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых, т. 3. (1). Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2006, с. 213 – 254.

Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Котляр И. Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. Москва, Изд-во Наука, 2007, 358 с.

Захаров М. Н., Кравцова Р. Г., Павлова Л. А. Геохимические особенности вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (10), с. 928 – 939.

Камзолкин В. А. Иванов С. Д., Конилов А. Н. Некоторые результаты анализа зависимости состава белых слюд (фенгита) от РТ-условий их формирования // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Москва. Изд-во Наука, 2013, с. 123 – 126.

Коваленко В.И., Костицин Ю.А., Ярмолук В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7 (4), с. 401 – 129.

Коваленкер В. А. Рудообразующие системы эпитермальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии и геохимии. Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2004, с.160 – 183.

Колесников Д. И. Состав магматических пород на золотоаргентитовом месторождении Дукат // Тихоокеанская геология, 1985, № 4, с. 108 – 113.

Константинов М. М., Наталенко В. Е., Калинин А. И., Стружков С. В. Золото-серебряное месторождение Дукат. Москва, Изд-во Недр, 1998, 203 с.

Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. Москва, Изд-во ЦНИГРИ, 2002, 192 с.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов // Изв. АН СССР, Сер. Геол, 1957, № 12, с. 3 – 12.

Костин А. В., Денисов Г. В. Крупные благороднометалльные рудно-магматические системы Западного Верхаяня // Отечественная геология, 2007, № 5, с. 17 – 25.

Кравцова Р. Г., Захаров М. Н., Коркина О. И. Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золото-серебряного месторождения Дукат (северо-восток России) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 603–616.

Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск, Академическое издательство «Гео», 2010, 290 с.

Кузнецов В.М., Ливач А. Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан, Изд-во ДВО СВКНИИ, 2005, с. 156–176.

Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. Москва, Изд-во Наука, 1979. 364 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / под ред. В. А. Жарикова и В. Л. Русинова. Москва, Изд-во Научный Мир, 1998, 492 с.

Николаева Л. А., Гаврилов А. М., Некрасова А. Н., Яблокова С. В. Обобщенные признаковые модели самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов // Руды и металлы, 2008, № 3, с.62 – 68.

Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. Москва, Изд-во Наука, 1983, 285 с.

Пальянова Г. А., Колонин Р. Г. Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование) // Геохимия, 2007, № 8, с. 814 – 828.

Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения, 2006, № 27, с. 60 – 76.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973, 347 с.

Раевская И.С., Калинин А.И., Наталенко В.Е. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении // Материалы по геологии и

полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 23, кн. 1, Магадан, Магаданское книжное изд-во, 1977, с. 149 – 155.

Розин М. И., Колесников Д. И. Рудоформирующая система уникального серебряного месторождения Дукат // Региональная геология и металлогения, 2002, № 15, с. 109 – 119.

Русинова О. В., Русинов В. Л. Вариации состава, политипия и условия образования диоктаэдрических калиевых слюд // Метасоматитозм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. Москва, Изд-во Наука, 1986, с. 41–58.

Рябчиков И. Д. Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах (по экспериментальным данным) // Эндогенное рудообразование. Москва, Изд-во Наука, 1985, с. 95 – 100.

Рябчиков И. Д., Новгородова М. И. Восстановленные флюиды в гидротермальном рудообразовании // Докл. АН СССР, 1981, т. 258 (6), с. 1453 – 1456.

Савва Н. Е., Кравцов В.С., Алексеев В. Ю. Месторождение Дукат // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых, т. 3. (1). Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2006, с. 385 – 421.

Сахарова М.С., Брызгалов И.А. Минералогия серебра кварц-адуляр-родонитовых вулканогенных гидротермальных жил // Геология рудных месторождений, 1981 (6), с. 36 – 48.

Сидоров А. А., Константинов М. М., Еремин Р. А., Савва Н. Е., Копытин В. И., Сафронов Д. Н., Найбородин В. И., Гончаров В. И. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). Москва, Изд-во Наука, 1989, 240 с.

Соболев А. П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы рудоносности. Москва, Изд-во Наука, 1989, 248 с.

Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным // Под редакцией А. С. Сальникова. Новосибирск, Изд-во Наука, 2007. 172с

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва, Изд-во Наука, 1977, 279 с.

Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П. Состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (2), с. 127 – 136.

Филимонова Л. Г., Трубкин Н.В., Бортников Н. В. Наночастицы рудных минералов в рассеянной многометальной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) // ДАН СССР, 2003, т. 392, (4), с 521-525.

Филимонова Л.Г., Чугаев А.В. О хронологии флюидно-гидротермальной и магматической деятельности в Дукатском рудном золото-серебряном рудном поле // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48 (6), с. 557 – 567.

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В. Микро- и наночастицы цинкита и самородного цинка из рассеянной минерализации метасоматитов Дукатского рудного поля // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (2), с. 153–163.

Филимонова Л. Г., Сивцов А.В., Трубкин Н. В. Оксиды марганца и ассоциирующие минералы – составная часть рассеянной минерализации метасоматитов Дукатского рудного поля // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52 (4), с. 358–371.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Рассеянная минерализация гранитоидов Дукатского рудного поля: источники и соотношения с эпitherмальными золото-серебряными и серебро-полиметаллическими рудами (Северо-Восток, Россия) // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54 (2), с. 119 – 144.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с

лейкогранитами и эпиптермальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений, 2014, т. 56 (3), с. 195 – 221.

Чернышев И. В., Филимонова Л. Г., Чугаев А. В., Пушкарев Ю. Д. Источники рудного вещества Au-Ag месторождения Дукат (Северо-восток России) по результатам изучения изотопного состава Pb, Sr и Nd // Геология рудных месторождений, 2005 (4), с. 299 – 314.

Чернышев И. В., Чугаев А. В., Бортников Н. С. Изотопный состав свинца и источники металлов в месторождениях золота и серебра Южного Верхоянья (Якутия, Россия): по данным высокоточного MS-ICP-MS метода // Геология рудных месторождений, 2018, т. 60 (5), с. 448 – 471.

Чухров Ф.В. Коллоиды в Земной коре. Москва, Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.

Шило Н. А., Гончаров В. А., Альшевский А. В., Ворцепнев В. В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. Москва, Изд-во Наука, 1988. 181 с.

Шило Н. А., Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К., Брызгалов И. А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. Москва, Изд-во Наука, 1992, 252 с.

Юшкин Н. П. Асхабов А. М., Ракин В. И. Наноминералогия. Ультрадисперсное и микродисперсное состояние вещества. Санкт-Петербург, Изд-во Наука, 2005, 581с.

Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy // Mineralium Deposita, 2016, v. 51, p. 993 – 1011.

Berndt E. B, Allen E. D, Seyfried W. E. Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300 and 500 bar // Geology 1996. V. 24. P. 351-354.

Burnham C. W. Magmas and hydrothermal fluids // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3d. ed. New York, etc.: Wiley, 1997, p. 63 – 123.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals, 1988, v. 23 (4), p. 471 – 485.

Giggenbach W. F. The origin and evolution of fluid in magmatic-hydrothermal system // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3d. ed. New York, etc.: Wiley, 1997, p. 737 – 796.

Massone, H. J., Schreyer, W. Phengite geobarometre based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1997, v. 96, p.212 – 224.

McCollom T.M, Bach W. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2009, v. 73, p. 856 – 875.

Mungall J.E, Brenan J. M. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, v. 125, p. 265 – 289.

Rye R. O. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environments: the stable isotope perspective // 1993, Econ. Geol, v. 88, p. 733 – 753.

Saunders J. A., Schoenly P. A. Boiling, colloid nucleation and aggregation, and the genesis of bonanza Au-Ag ores of the Sleeper deposit, Nevada // Mineralium deposita, 1995, v. 30, p. 199 – 210.

Подписи под фигурами к статье Филимоновой Л. Г., Трубкина Н. В.

Рис. 1. Схема геологического строения Дукатского рудного поля (а), его расположение на Северо-Востоке России (врезка) и схемы размещения субвулканических тел, рудной минерализации среди пород вулканогенно-осадочной толщи южной и северной части рудного поля (б). Составлено с использованием данных монографий М. М. Константинова и др.; А. И. Ханчука и др. (Константинов и др., 1998; Геодинамика, магматизм..., 2006).

а. 1 – триас-юрские осадочно-метаморфические породы Верхоянского комплекса, 2–5 – меловые вулканогенно-осадочные толщи: раннемеловые калиевые риолиты аскольдинской свиты (2) и угленосные алевролиты, песчаники, гравелиты (3), поздне меловые андезиты (4), риолиты (5) каховской и шороховской свит. 6–7 – субвулканические лейкократовые породы повышенной калиевой (6) и калиево-натриевой (7) щелочности: крупнопорфировые (а), флюидалные и афировые (б). 8 – субвулканические габброиды. 9 – рудные тела месторождения Дукат. 10–11 – разломы: скрытые системы нарушений субширотной Буондино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской зон (10), прочие глубинные разломы (11). 12– внешние контуры Дукатского рудного поля. 13 – номера образцов изученных пород. Врезка. 14–15 – надсубдукционные вулканические пояса: юрско-раннемеловой Удско-Мургальский островодужный (14), меловой Охотско-Чукотский окраинно-континентальный (15). 16 – Сибирская платформа. 17 – Омолонский и Охотский срединные массивы с континентальной корой Сибирского кратона. 18 – мезозойский Вилигинский террейн. 19 – Балыгычан-Сугойский прогиб.

б. 20 – конгломераты (а) и области структурных несогласий (б). 21–эродированные вулканогенно-осадочные толщи. 22 – скважина 101. 23 – рудные тела: поздне меловые месторождения Дукат (а), раннемеловые, уничтоженные эрозией (б); 24 - абсолютные отметки современной поверхности и вскрытых скважиной субвулканических тел в метрах; 25 – направление движений магматогенных флюидов. Остальное - рис. 1 а.

Рис. 2. Включения минералов вкрапленной рассеянной минерализации (1) располагаются среди фельзитовой основной массы крупнопорфировых лейкогранитов. Qz – кварц; Afs – щелочной полевой шпат. Фото естественной поверхности (а) и прозрачного шлифа (б).

Рис. 3. Размещение дисперсного золота (Au) ранней генерации, в тонких минеральных смесях интерстиций эгирин-авгитовых двойников малосульфидной вкрапленной минерализации (а–г) и ЭДС (д, е), отражающие состав указанных золотоносных участков. Aeg-Aug – эгирин-авгитовые двойники; Brt – барит; Bt – биотит; Alb – альбит; Kfs – калиевый полевой шпат; Flc – флюцерит; Yaln – иттриевый алланит. Фото в СЭМ естественной поверхности (а, в, г), пол.шлифа (б).

Рис. 4. Размещение дисперсного золота (Au) ранней генерации в тонких минеральных смесях интерстиций клинопироксена, пирита сульфидной вкрапленной минерализации (а, б) и ЭДС (в, г), отражающие состав указанных золотоносных участков. Py – пирит; Cpx – клинопироксен; Pn – пентландит; Zrn – циркон; Ap – апатит. Фото естественной поверхности (а, б) в СЭМ.

Рис. 5. Размещение дисперсного золота (Au) поздней генерации в псевдоморфозах развитых по минералам малосульфидной вкрапленной минерализации (а, б) и ЭДС (в, г), отражающие состав указанных золотоносных участков. Фото естественной поверхности (а, б) в СЭМ. Ser – слюды ряда фенгит-мусковит; TiO₂ – анатаз, рутил, брукит; Chl – хлорит; Hem – гематит; Mnz – монацит. Остальное см. рис. 4.

Рис. 6. Размещение дисперсного золота (Au) поздней генерации в псевдоморфозах, развитых по минералам сульфидной вкрапленной минерализации (а–и) и ЭДС (к–м), отражающие состав указанных золотоносных участков. Фото естественной поверхности в СЭМ. Ni и CuZn – никелевые и медно-цинковые фазы. Остальное см. рис. 4.

Рис. 7. Фото чешуйки высокопробного самородного золота (а) и ЭДС, полученные от участков с минимальным, 82.5 ат/%, (а) и максимальным содержанием Au (б). Пол. шл.

Табл. 1. Химический состав крупнопорфировых лейкогранитов(обр. 45, 93, 25), флюидальных риолитов (обр. 29, 7, 4) Дукатского рудного поля, вмещающих малосульфидную (обр. 45, 29, 7) и сульфидную (93, 25, 4) рассеянную минерализацию и флюидальных риолитов безрудных площадей верхлвьев р. Велиги (обр. 3).

№ образца	45	29	7	3	93	25	4
	Мас. %						
SiO ₂	74.47	77.31	79.47	77,79	75.92	75.20	73.48
TiO ₂	0.22	0.13	0.15	0,02	0.15	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	13.30	13.18	10.47	12,65	12.62	12.53	14.05
Fe ₂ O ₃	0.22	0.24	0.29	0,28	0.52	0.31	1.20
Fe O	1.44	0.42	0.72	0,35	1.21	1.31	0.87
MnO	0.03	0.02	0.05	0,005	0.024	0.07	0.35
MgO	0.07	0.06	0.04	0,03	0.25	0.09	0.08
CaO	0.10	0.03	0.07	0,01	0.54	0.50	1.18
Na ₂ O	2.30	0.19	0.27	0,14	3.35	3.18	4.46
K ₂ O	6.29	6.95	7.8	6,27	4.77	5.30	4.21
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.01	0,01	0.01	0.02	0.03
сумма	98.50	98.56	99.33	97,55	99.57	98.66	98.95
Na ₂ O+K ₂ O	8.59	7.14	8.07	6,41	8.12	8.48	8.67
K ₂ O /Na ₂ O	2.7	36.58	28.9	44,8	1.42	1.67	0.94
	г/т						
Ba	1050	441	201	115	550	511	1026
Sr	20	12	15	20	85	73	61
Rb	212	205	82	228	205	155	149
Li	16	20	35	30	42	28	25
Pb	75	10	419	8	42	15	21
Zn	56	13	131	21	64	49	23
Cu	7	<5	64	7	21	10	7.2
Ni	9	<5	<5	8	7	8	7
Ag	1.45	0.52	3.9	0,06	0.47	1.05	0.97
Au мг/т	28	<10	20	<10	22	41	15
Ag/Au	52	>52	111	>6	21	26	65
K/Rb	246	281	250	229	193	283	234
Ba/Rb	5	2.2	2.5	0.5	2.7	3.3	6.9

П р и м е ч а н и е. Химический состав пород проведен в химической лаборатории ИГЕМ РАН и А. И. Якушевым методом рентгено-флуоресцентной спектроскопии на спектрометре последовательного действия Philips PW 2400.

Табл. 2. Состав областей возбуждения X-гау спектров, сфокусированных на золотоносные микрочастицы тонких минеральных смесей рассеянной вкрапленной минерализации лейкогранитов Дукатского рудного поля

Стадия становления субвулканических тел	Магматическая		Позднемагматическая									Чешуйки золота из шлиха	
	Мало сульфидная	Сульфидная	Мало сульфидная	Сульфидная									
Типы рассеянной минерализации	Мало сульфидная	Сульфидная	Мало сульфидная	Сульфидная									Чешуйки золота из шлиха
Минералы, вмещающие тонкие смеси ¹	Aeg, Aeg-Aug	Pу, Po, Ср											
Минералы тонких смесей	Brт, Fld, фазы с P3Э	Ap, Zrn, Pn, Afs	Ser, TiO ₂ , Ilm, Hem, Fe-хлорит	Hem, Afs, Chl									
№ образца	45		25	45		25	93	25				45	
№ спектров на рис. 3 - 7	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11+	12	13	
Размер золотоносных частиц, мкм	3-5	2-5	8-10	6-8	10-12	2-3	2-3	10-12	8-12	15-20	20-30	100-150	
Кол-во анализов	1	1	1	1	1	2	2	5	4	3	3	15	
Au	16.3	12.6	31.2	28.9	89.3	16.4-24.1	15.0-18.2	30-24.4	20.5-32.7	24.5-58.0	82.5-86.6	82.5-100.0	
Ag	0.6	2	2	5.4	5.2	0.5-1.5	-	-	<0.1-2.6	<0.1-5.0	6.3-7.5	0.0-17.5	
Ni	22.6	17.8	14.8	-	-	-	5.2-8.5	7.0-12.5	9.2-18.1	4.7-34.5	-	-	
Fe	11.5	15.7	10.2	3.6	-	32.2-41.4	30.7-36.2	14.0-15.9	9.8-18.1	8.7-29.8	<0.1-3.2	-	
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4-5.6	-	-	
Cu	-	-	-	-	-	-	<0.1-1.8	-	-	-	-	-	
Cl	-	1.2	-	-	-	-	-	-	0-1.8	-	-	-	
Si	-	-	-	5.2	1.5	1.5	3.2-4.6	2.0-6.4	-	-	<0.1-2.5	-	
Al	-	-	-	6.8	0.8	2.1	2.3-3.5	3.2-4.6	0-5.2	8.3-6.5	<0.1-1.5	-	
Ca	5.1	-	-	-	-	-	-	-	0-0.8	-	-	-	
K	-	-	-	2.5	-	-	-	1.6	0-2.3	-	-	-	
Na	2.2	-	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ti	-	-	-	4.8	-	-	-	-	-	-	-	-	
P	-	-	5.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
O	41.7	52.7	35.1	42.8	3.2	46.7- 51.5	40.2-46.6	42.2- 41.7	38.3-52.5	26.8-51.2	2.1-2.5	-	

Примечание. Данные, рассчитанные на 100 ат.%, получены Н. В Трубкиным на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610LV (JEOL), оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром (Oxford Instruments Analytical) с программным обеспечением Oxford AZtec.

1 – Названия минералов см. подписи под рисунками . 2 - (-) означают то, что элемент не обнаружен.

Табл. 5. Химический состав калиевых слюд вкрапленной малосульфидной (обр. 45) и сульфидной (обр. 25, 93) рассеянной минерализации субвулканических пород Дукатского рудного поля

№ образца	45	25	93
	Мас. %		
SiO ₂	50.6	50.1	50.93
Al ₂ O ₃	34.65	32.33	33.93
Fe ₂ O ₃ *	3.05	3.3	4.95
MgO		0.95	
K ₂ O	10.25	8.93	9.93
сумма	98.55	95.61	99.74
	Фор. ед. на 24 О		
Si	6.46	6.55	6.50
Al ^{IV}	1.54	1.45	1.50
Al ^{VI}	3.67	3.54	3.61
Fe ⁺³	0.29	0.32	0.53
Mg		0.16	
K	1.67	1.49	1.62
Fe/(Fe+Mg)	1	0.67	1
	Мол. %		
Фенгит	23	27	25
Пирофиллит	16	25	19
Мусковит	61	48	56
P (кбар) ¹	4.5	6.5	5.3

П р и м е ч а н и е

¹ P (кбар) рассчитана по формуле:

$P \text{ (кбар)} = (4.19 \text{ Si ф.е.} + 0.0036T(K) - 15.15) * 10$ для температур 300 С°

(Massonne, Schreyer, 1987; Камзолкин, Иванов, Конилов, 2013)

Остальное см. таблица 2.

Табл. 6 Химический состав хлоритов малосульфидной (обр. 45) и сульфидной (обр. 93) рассеянной вкрапленной минерализации лейкократовых субвулканических пород Дукатского рудного поля

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe O	MnO	MgO	сумма	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺²	Mn	Mg	Fe/Fe+Mg	Al ^{VI} / Al ^{VI} +Fe+Mg	Т °С ¹
	Масс. %						Форм. ед. на 18 O								
45	27.28	24.52	38.74	2.01	1.88	89.16	6.08	1.92	3.14	7.22	0.38	0.62	0.92	0.29	250
93	19.25	18.21	43.84	0.58	2.03	89.18	5.66	2.34	2.60	8.46	0.12	0.70	0.92	0.23	310

П р и м е ч а н и е

¹ – температуры образования хлоритов рассчитаны по уравнению: $T = -61.92 + 321.98(Al^{IV})$ с точностью 10 °С (Cathelineau, 1988).

Табл. 3. Химический состав пироксенов малосульфидной (обр. 45), сульфидной (обр. 25, 93) вкрапленной рассеянной минерализации субвулканических пород Дукатского рудного поля.

№ образца	45	45 ¹	25	25 ²	93
Минерал	эгирин	эгирин-авгит		авгит	
SiO ₂	51.42	51.06	50.27	56.50	52.61
TiO ₂		2.45			
Al ₂ O ₃	0.34	5.40	8.23	1.12	1.37
FeO			19.42	12.30	15.86
Fe ₂ O ₃	33.82	18.05			3.22
MnO	0.04				0.59
MgO		7.94	17.38	29.21	14.19
CaO	0.11	8.33	0.52	0.93	11.23
Na ₂ O	13.43	7.1	3.5		1.12
сумма	99.16	100.24	99.07	100.06	100.19
		Фор. ед. на 6 O			
Si	1.99	1.88	1.87	2.0	1.98
Al ^{IV}	0.01	0.12	0.3		0.02
Ti		0.07			
Al ^{VI}		0.11	0.24	0.05	0.04
Fe ⁺³	0.99	0.50			0.09
Fe ⁺²			0.61	0.36	0.50
Mn					0.02
Mg		0.43	0.97	1.54	0.80
Ca		0.3	0.02	0.04	0.45
Na	1.01	0.50	0.23		0.08
Fe/Fe+Mg	1	0.45	0.30	0.19	0.42
		Мол. %			
Aeg	100	26	13		8
Wo		17	1	2	26
En		22	53	84	42
Fs		35	33	14	24

Примечание

¹Обнаружено 0.36 мас. % NiO

² Обнаружены CuO, ZnO, NiO (соответственно до 0.23; 0.35; 0.51 мас. %).

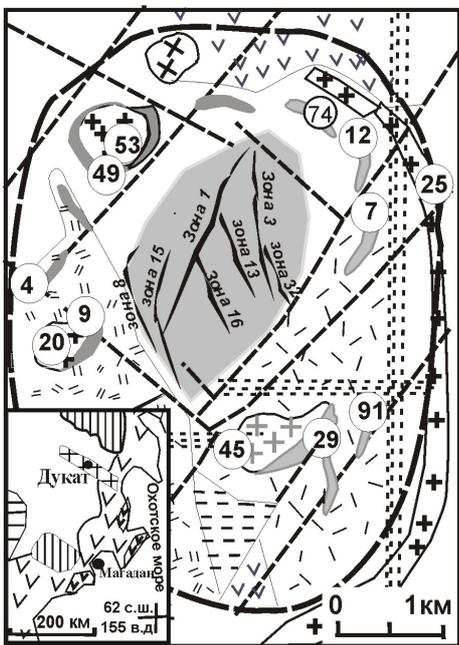
Анализы пироксенов, а также слюд и хлоритов, представленных в табл. 3 и 4, выполнены И. П. Лапутиной и С. Е. Борисовским на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL.

Табл. 4. Химический состав пирита (Py), пирротина (Po), халькопирита (Ccp), пентландита (Pn) вкрапленной рассеянной минерализации лейкогранитов Дукатского рудного поля (ат. %)

минерал	Py			Po		Ccp		Pn	
	25	25	93	25	93	25	93	25	
№ образца									
Fe	27.24	32.87	35.85	51.28	48.34	29.42	29.52	26.45	25.06
Cu						27.21	28.71		
Ni								26.31	26.04
Co	1.41							2.13	2.87
As		1.83							
S	46.01	65.31	63.15	48.34	51.28	41.14	42.24	44.25	45.01
Sb			0.05						
сумма	99.97	100.01	99.05	99.62	100.14	97.77	100.47	99.14	98.98

Примечание: Анализы сульфидов выполнены В. И. Таскаевым на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL и Н. В. Трубкиным на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610LV (JEOL).

а



б

Области рудного поля
Южная Северная

